Structure de l'île d'Eivissa (Ibiza) et sa place dans le cadre baléare

Michel DURAND-DELGA† et Yves RANGHEARD

SHNB



SOCIETAT D'HISTÒRIA NATURAL DE LES BALEARS

Durand-Delga, M. et Rangheard, Y. 2013. Structure de l'île d'Eivissa (Ibiza) et sa place dans le cadre baléare. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 56: 25-50. ISSN 0212-260X. Palma de Mallorca.

La présente étude retrace l'évolution des connaissances acquises sur la structure d'Eivissa. Un nouveau découpage structural de cette île est proposé. Deux importants accidents transverses divisent l'île en trois grands compartiments. Au Paléogène, l'île appartenait probablement à un territoire émergé. Une transgression marine débuta au Burdigalien (nannozone NN3) et fut maximale au Langhien inférieur (nannozone NN5). Elle déposa des sédiments rapportés à la Formation de la Cala d'Hort, impliquée dans les écailles tectoniques. Cette formation est surmontée par la Formation de Cap Jueu datée du Langhien supérieur-Serravallien, également impliquée dans les écailles. L'existence d'un olistostrome d'âge aquitano-burdigalien évoquée par des auteurs antérieurs n'est pas retenue, ni celle d'un olistostrome d'âge langhien. Nous ne reconnaissons pas la présence de klippes sédimentaires localisées dans une « avant-fosse langhienne». Nous interprétons ces klippes comme étant des klippes tectoniques. Le sillon subbétique ne passe pas dans les Baléares. Eivissa et Majorque correspondent au prolongement vers le Nord-Est du Prébétique d'Alicante.
Mots-clés: *Baléares, Eivissa (Ibiza), tectonique, structure, olistostrome, klippe, paléogéographie.*

ESTRUCTURA DE L'ILLA D'EIVISSA I EL SEU EMPLAÇAMENT DINS DEL CONTEXT BALEAR. El present estudi esbossa l'evolució dels coneixements adquirits sobre l'estructura d'Eivissa. Es proposa un nou tall estructural per aquesta illa. Dos importants accidents transversals divideixen l'illa en tres gran compartiments. Al Paleogen, l'illa probablement pertanyia a un territori emergit. Una transgressió marina que es va iniciar al Burdigalià (nannozona NN3) i arribà a la seva màxima expressió al Languià (nannozona NN5) amb la deposició dels sediments corresponents a la Formació Cala d'Hort que estan implicats en les escates tectòniques. Aquesta formació està coronada per la Formació de Cap Jueu datada com a Languià superior-Serraval·lià, també implicada en l'estructuració en forma d'escates. L'existència d'un olistostroma d'edat aquitano-burdigaliana que ja havia estat descrita per autors anteriors no es conserva, ni la d'un olistostroma d'edat languiana. Per la nostra part, no reconeixem la presència de klippes sedimentàries localitzades dins d'una "avant-fosa languiana". Interpretem aquestes klippes com a klippes tectòniques. El solc subbètic no té lloc a les Balears. Eivissa i Mallorca es corresponen amb la prolongació vers el nord-est del prebètic d'Alacant.
Paraules clau*: Illes Balears, Eivissa, tectònica, olistostroma, estructura, klippe, paleogeografia.*

STRUCTURE OF THE ISLAND OF EIVISSA (IBIZA) AND ITS STRUCTURAL PLACE IN THE BALEARIC ISLANDS. The situation of Eivissa justifies a special interest for its geological characteristics. Being the furstlest west element of the group of islands emerging from the "balearic promontory", Eivissa makes it possible to evaluate the paleogeographic and tectonic relationships with the external zones of the betic cordilleras. It is now according to E. Suess and P. Fallot (1922), that the Balearic islands make up the structural prolongation of this orogenesis. The present study traces the evolution of the knowledge acquired so far about the geology of the

island of Eivissa and its structural place in the Balearic islands. A new structural conception of this island is proposed.
Keywords : *Balearic Islands, Eivissa (Ibiza), tectonic, structure, olistostrome, klippe, paleogeography.*

Michel DURAND-DELGA, Académie des Sciences de Paris, Docteur Honoris causa de l'Université de Grenada; Yves RANGHEARD, 25 rue de la Faye, 25770 Serre-les-Sapins, France, correu electronic: rangheard-yves@orange.fr

Recepció del manuscrit: 13-feb-13; revisió acceptada: 15-jul-13.

Introduction

La situation d'Eivissa justifie un intérêt spécial pour ses caractéristiques géologiques. Element le plus occidental du chapelet d'îles qui émergent du «promontoire baléare» (Fig. 1), Eivissa permet d'évaluer les relations paléogéographiques et tectoniques avec les zones externes des cordillères bétiques. On sait, depuis E. Suess et P. Fallot (1922), que les baléares forment le prolongement structural de cet orogène. On sait aussi que cette zone haute en Méditerranée a acquis son aspect actuel au Miocène : du côté Sud, le bassin océanique algérien s'est alors ouvert. Le bloc des zones internes bétiques – qui devait se prolonger au Sud du promontoire baléare – a coulissé vers l'Ouest, la «faille de Crevillente» et l'escarpement sous-marin Emile-Baudot marquant ses limites. Du côté nord du promontoire baléare, le substratum du golfe de Valencia s'est affaissé à la suite d'un amincissement crustal (Mauffret, 1979; Roca, 2001).

Définition des grandes unités tectoniques d'Eivissa

Si les divers auteurs qui, à six reprises depuis le début du XXème siècle, ont reconnu que l'île d'Eivissa était constituée de trois grandes écailles s'empilant en direction du NW, la délimitation de celles-ci et leurs relations paléogéographiques mutuelles ont été très discutées. La comparaison des schémas structuraux (Fig. 2) le montre éloquemment. Afin de l'expliquer, un rappel de l'évolution des idées s'impose :

a) Paul Fallot parcourut l'île en 1910 et en établit une cartographie sommaire restée inédite, sur un fond topographique très médiocre. Il put (Fallot, 1917a; 1917b; 1922) définir ainsi trois écailles (qualifiées aussi de « séries ») : la «série d'Eubarca», la plus basse, le long du littoral nord-ouest ; la «série de Cirer-Rey», à la partie médiane de l'île ; la «série d'Ibiza», la plus haute, le long du littoral sud-est. Ces trois unités sont formées de termes, essentiellement carbonatés, du Mésozoïque (Trias à Crétacé), et de leur couverture discordante marno-détritique, du Miocène inférieur-moyen. Fallot estima que l'amplitude cumulée des déplacements de ces unités «imbriquées » est de 8-10 km au maximum.

Il nota que le Crétacé inférieur de l'unité d'Eubarca montre des faciès peu profonds, avec des calcaires «zoogènes», en particulier de type «urgonien» (Barrémo-Aptien à Orbitolines). Au contraire, l'écaille d'Ibiza, la plus haute, présente du «Tithonique» supérieur à l'Albien, des faciès marneux et marno-calcaires profonds, à Ammonites. La position des grands chevauchements entre les trois grandes

écailles est aisée à fixer en général (dans le centre l'île, par suite de l'intense carapace calcaire quater-naire): le Mésozoïque de la série d'Ibiza, avec souvent un filet triasique à sa base, surmonte le Miocène de la série de Sirer-Rey avec de faibles pendages en général. Cependant, à la pointe occidentale de l'île (secteur de Sant Josep à Llentrisca), dans les reliefs au sud-ouest de la route Eivissa –Sant Josep, il est très difficile de définir le contact séparant les deux écailles de Cirer-Rey et d'Ibiza. En effet, dans le Crétacé inférieur de ce secteur sont réunis, dans des conditions complexes, des faciès marneux «pélagiques» (comme, juste à l'Est, dans l'écaille d'Ibiza) et des faciès «zoogènes», parfois de type urgonien, comme dans l'écaille de «Cirer-Rey», située juste au Nord-Ouest. Fallot hésite donc pour l'attribution de cet ensemble de Sant Josep-Llentrisca. Il est tenté de le placer dans l'unité médiane de Sirer-Rey. Dans ce cas, ajoute-t-il, il faudrait trouver un contact tectonique entre cette zone de Sant Josep-Llentrisca et l'écaille supérieure d'Ibiza, qui devrait se placer entre la Punta des Jondal et Cubells : mais «nous ne l'y avons pas observé». Cette remarque

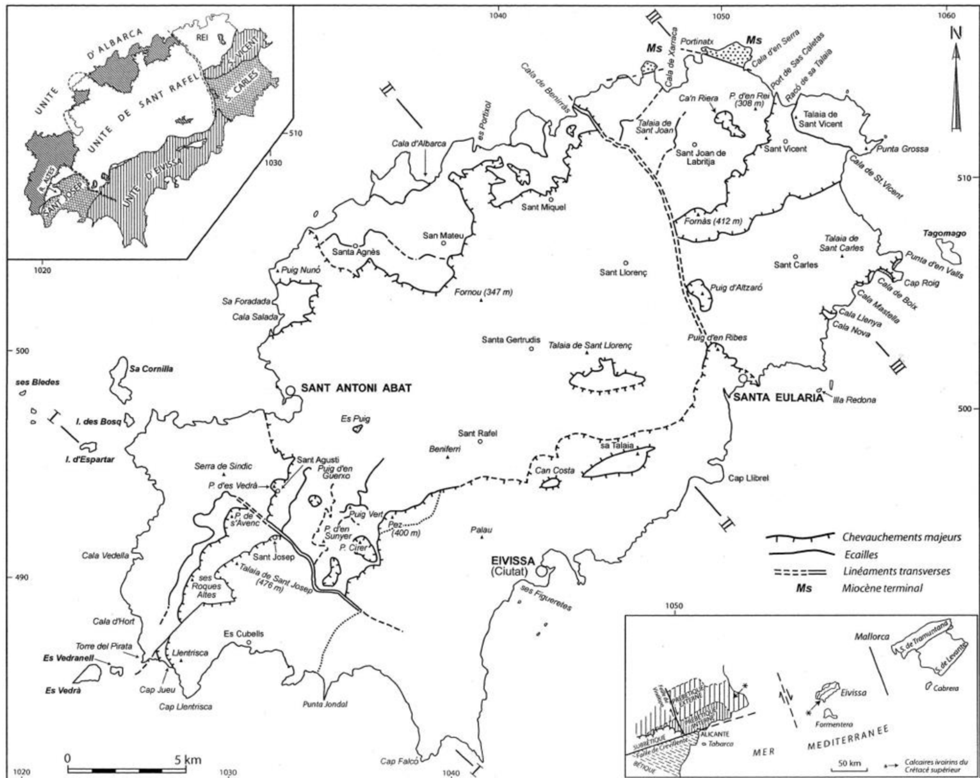


Fig. 1. Carte structurale de l'île d'Eivissa. En haut à gauche : unités tectoniques. En bas à droite : position d'Eivissa dans l'orogène bético-baléare.

Fig. 1. *Structural map of the island of Eivissa. Top, left : tectonic units. Foot right : location of Eivissa in the Betic Balearic orogen.*

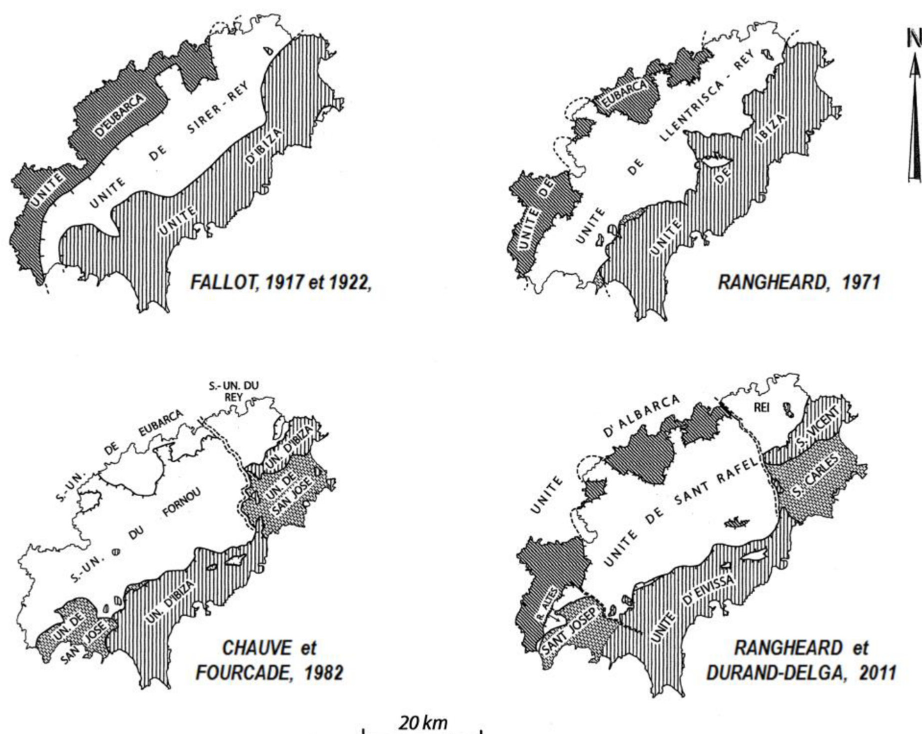


Fig. 2. Interprétations successives de l'empilement structural.
Fig. 2. *Successive interpretations of structural piling.*

l'amène à réunir le secteur de Sant Josep et l'écaille d'Ibiza (Fig. 6 dans la thèse de Fallot et Fig. 1 de la présente note).

b) E.N Spiker et U. Haanstra, géologues d'Utrecht, réalisent leurs thèses (1935), en se partageant l'étude de l'île de part et d'autre d'une ligne SE-NW Ibiza-Eubarca. Leur cartographie, facilitée par l'esquisse manuscrite que P. Fallot leur confia, fut faite au 25.000ème, sur un agrandissement de la nouvelle « Mapa militar de España » au 100.000ème, fort médiocre. Leur description, très détaillée, confirma la plupart des conclusions de Fallot. Ils reconnurent les trois grandes écailles d'Eubarca, Cirer-Rey et Ibiza, déplaçant cependant le contact entre les deux dernières vers le NW dans le centre de l'île. Dans le secteur occidental de Sant Josep, ils se retrouvèrent face au dilemme de l'attribution de cette série à Crétacé inférieur «mixte». Eux non plus n'arrivèrent pas à fixer une limite tectonique avec l'écaille d'Ibiza : mais, à l'inverse de Fallot, ils préférèrent –sans dessiner de contact!- regrouper le secteur de Sant Josep avec l'écaille médiane de l'écaille Cirer-Rey. Spiker et Haanstra définirent enfin des éléments (tectoniques) annexes «eingelagertes Elemente», coincés entre les

grandes écailles ou expulsés de leur contact: dans le NE de l'île (région de Sant Joan), un groupe de petites écailles à la base de l'écaille de Cirer-Rey; à la pointe sud-ouest de l'île, des «klippes isolées de calcaires ivoirins» - faciès du Crétacé supérieur, alors attribués seulement au Cénomanien -, qui seraient issues de sous l'unité supérieure d'Ibiza.

c) L'un de nous (Rangheard, 1971) réalisa ensuite, de 1961 à 1969, une cartographie détaillée de l'île sur la nouvelle carte en courbes de niveau, dont les quatre feuilles au 50 000ème furent publiées à Madrid par l'Instituto Geológico y Minero. Un mémoire explicatif détaillé accompagna cette carte. Furent retrouvées les trois grandes écailles d'Eubarca, de Llentrisca- Rey (le sommet Cirer de Fallot étant situé sur l'écaille supérieure !), enfin d'Ibiza. Deux importants résultats furent acquis grâce à la micropaléontologie dans le secteur discuté de Sant Josep-Llentrisca. D'une part les faciès organogènes supposés «urgoniens» y furent datés du Tithonien-Valanginien, se situant ainsi sous les marnes du Crétacé inférieur plus élevé. Ceci permit de définir une «série de San José» originale : 1, Calcaires pélagiques en dalles du Kimméridgien; 2, Calcaires organogènes «ex-urgoniens» du Tithonien-Valanginien (actuelle «Formation de Yondal (IGME, 2009); 3, Marnes et marno-calcaires à ammonites, Hauterivien à Albien. Cette série est complétée par les « calcaires ivoirins » (actuelle «Formation de Llentrisca»), qui furent datés du Cénomanien au Sénonien supérieur.

Ainsi définie, cette «série de San José» fut intégrée dans l'unité médiane (de Llentrisca-Rey), comme l'avait admis Spiker (Fig. 2). Quant au contact anormal avec l'unité d'Ibiza que supposait cette interprétation, il fut fixé hypothétiquement au milieu des marnes du Crétacé inférieur dans le vallon descendant à la mer à l'W de la Punta Yondal. Cette pointe elle- même était attribuée à l'écaille d'Ibiza, bien qu'elle possède des calcaires organogènes du Tithonique-Valanginien (c'est d'ailleurs la section-type de la « Formation de Yondal » !). Ainsi, le contact anormal entre écaille de Llentrisca-Rey et Ibiza aurait été légèrement oblique à la limite de faciès au Crétacé inférieur.

d) Fourcade *et al.* (1982, Fig. 2), se basant essentiellement sur les documents précédents, individualisèrent une « unité (tectonique) de l'Atalaya de San José », séparée par des contacts anormaux majeurs: d'une unité inférieure «Eubarca-Fornou-Rey» (regroupant les deux écailles, inférieure et moyenne, de leurs prédécesseurs), d'une part; et d'autre part, de l'unité supérieure d'Ibiza. Le problème de la situation de ce second contact anormal, que les auteurs précédents avaient cherché en vain, ne fut pas abordé. Dans l'Est de l'île, le secteur autour de Sant Carles fut également rapporté à «l'unité de l'Atalaya de San José».

En conclusion, si le découpage en trois grandes écailles de l'édifice géologique d'Ibiza, avec des nuances dans certains regroupements, a été toujours accepté depuis Fallot, une question est restée très controversée : l'attribution tectonique du secteur sud-occidental de Sant Josep-Llentrisca, avec son Crétacé inférieur composite, aux faciès soit organogènes, soit «pélagiques». Cette «série de San José» forme-t-elle une unité tectonique particulière (Fourcade *et al.*, 1982) ou faut-il la regrouper, soit avec l'unité médiane – qu'elle chevauche–, soit avec l'unité supérieure qui la jouxte à l'Est ?. C'est à cette dernière solution que nous arrivons actuellement, comme l'ont fait aussi les auteurs de la récente carte au 25.000ème (IGME, 2009; Diaz de Neira *et al.,* 2009).

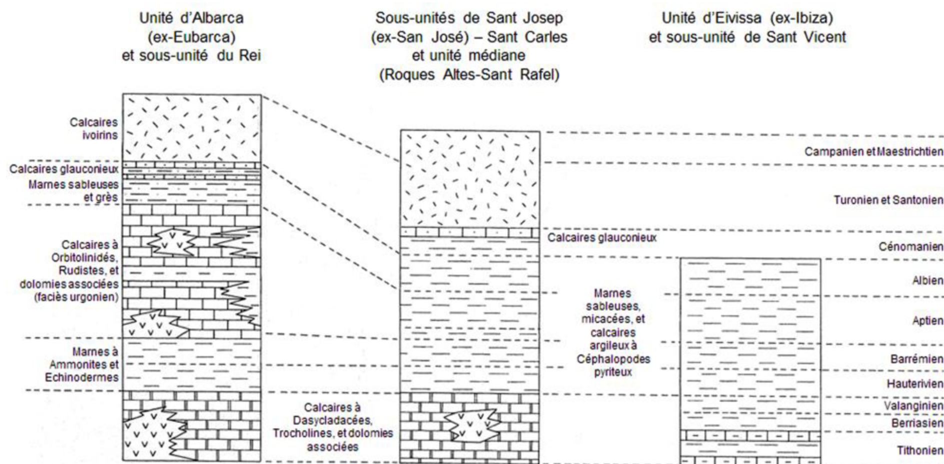


Fig. 3. Stratigraphie du Tithonien et du Crétacé dans les différentes unités tectoniques d'Eivissa.
Fig. 3. *Stratigraphy of Tithonian and Cretaceus in the tectonic units of Eivissa.*

Deux arguments y conduisent: 1) comme les trois études cartographiques l'ont montré, il est impossible de fixer avec certitude une séparation tectonique entre secteur de San José et écaille d'Ibiza; 2) argument de faciès: déjà Fallot avait noté que, dans la région de Llentrisca (secteur de Sant Josep), des couches à huitres (*Exogyra aquila*) pouvaient passer à des marnes à ammonites pyriteuses; de même, Spiker (1935, p.51) a souligné que, dans l'unité d'Ibiza elle-même, du côté ouest de la Serra Grossa, on trouve des ostracés et échinides dans les marnes à ammonites du Crétacé inférieur. Ainsi «ces couches montrent des caractères intermédiaires entre les faciès bathyal et zoogène».

Les failles de transfert d'Eivissa

Les modalités de l'empilement des trois grandes écailles diffèrent considérablement selon la région de l'île que l'on considère. Deux importants accidents transverses, jouant le rôle de «failles de transfert» (IGME 2009 : «fallas de transferencia»), permettent de diviser l'île en trois grands compartiments (Fig.1). Lors des chevauchements vers le NW, ces failles ont joué un rôle de rail: les masses en cours de déplacement s'accommodant souplement, selon des modalités diverses de part et d'autre de ces accidents.

a) *La faille de transfert de Sant Josep.* Dirigée NW-SE, elle limite le compartiment sud-ouest de l'île. Une dépression que suit la route de Sant Josep à Eivissa l'utilise. Le dispositif structural est très different de part et d'autre de cet accident.

Du côté ouest, vers Llentrisca, affleure largement l'écaille supérieure («écaille d'Eivissa» s.l.), dans sa partie externe où le Crétacé inférieur revêt un faciès mixte, «zoogène» puis «bathyal» (série dite de San José). Au-dessus, les «puissants calcaires ivoirins» du Crétacé supérieur forment le massif culminant de l'île. Cet ensemble chevauche vers le NW l'écaille médiane de Roques Altes, très étroite, celle-ci

surmontant à son tour l'écaille inférieure d'Albarca (zone de la Cala Vedella). Du côté nord-est de la faille de Sant Josep, l'écaille supérieure d'Eivissa possède un Crétacé inférieur au seul faciès «bathyal». Son front chevauchant se trouve à environ 3 km plus au SE, sous la klippe du Puig Cirer et le sommet du Pez, que du côté sud-ouest de l'accident de transfert. L'écaille médiane (zone de Sant Rafel) s'élargit considérablement par rapport à son homologue du côté opposé (zone de Roques Altes). Son front chevauchant l'écaille d'Albarca se trouve en retrait d'environ 2 km au SE. On retire l'impression d'un accident à jeu dextre.

Comme cette faille de transfert ne peut pas être définie en direction du NW dans l'écaille la plus basse (écaille d'Albarca), on peut considérer que la faille de Sant Josep joue le rôle d'une rampe latérale en se reliant aux deux fronts chevauchants dans le compartiment sud-occidental (Llentrisca).

b) *La faille de transfert de Benirràs-Santa Eulària.* Elle a été définie par Fourcade *et al.* (1982). De direction NNW-SSE, elle limite le compartiment nord-oriental de l'île, qu'elle sépare du compartiment central. Le front chevauchant de l'écaille supérieure d'Eivissa qui, à l'W de cet accident, est proche du rivage sud-est, se trouve décalé vers le N d'environ 7 km, au niveau du massif de Fornàs. L'accident apparaît dans la morphologie sous forme d'une large dépression couverte de Quaternaire : d'où son nom de «falla del torrente de Labritja» (IGME, 2009), dont elle explique le tracé rectiligne. Au Nord, au niveau de Sant Joan, l'accident se présente sous forme d'une fracture visible orientée SE-NW.

L'écaille médiane qui, à l'ouest de l'accident (zone de Sant Rafel) était très large et sans complication tectonique majeure, se réduit considérablement à l'Est, au-delà de la faille. Dans cette zone du Rei, l'écaille médiane se divise en plusieurs petites écailles, dirigées SSW-NNE, qui paraissent se raccorder, en «queue de cheval», à la faille de transfert.

Au niveau de la côte nord de l'île, le décalage de l'accident semble d'environ 3 km en sénestre. L'unité inférieure d'Albarca disparait au niveau de Benirràs. Elle s'enfonce vers l'Est, avec un fort pendage, sous l'écaille médiane (Rei), la faille de transfert ayant ainsi un caractère décro-chevauchant, donnant l'impression d'une poussée vers le SW.

Plus au Sud, l'accident peut expliquer la brusque terminaison occidentale du massif du Fornàs (élément de l'unité tectonique supérieure). En approchant de la côte sud-est de l'île, surgissent du Quaternaire le Puig d'Altzaró (ex-Exero) et, plus au Sud, celui d'en Ribes dont la série jurassique est renversée (Rangheard, 1971), comme l'est aussi, selon Haanstra (1935), celle du «Puig Parella»: (= «Atzaró»).

Ces deux lambeaux doivent être rattachés à l'unité tectonique supérieure, leur Crétacé inférieur ayant le faciès marneux «bathyal». Ils peuvent appartenir à une lanière entre deux fractures N-S, déplacée en sénestre, et résultant du dédoublement de la faille de transfert Benirràs-Santa Eulària. La fracture à l'Ouest de l'Atzaró amène le jurassique à chevaucher apparemment vers l'ouest des microbrèches et poudingues miocènes, rattachables à l'unité tectonique médiane (de Sant Rafel). Au total, l'accident Benirràs-Santa Eulària aurait un caractère décrochant (sénestre) –chevauchant (vers l'Ouest).

c) Le compartiment central de l'île, large de plus de 20 km entre les deux failles de transfert de Sant Josep et de Benirràs, est lui-même affecté, semble-t-il, par une

troisième grande faille de transfert NNW-SSE, dont le rôle semble modéré. Cette *«faille de San Miquel»* (IGME, 2009) est presque totalement masquée sous une dépression quaternaire.

A partir de la baie de Talamanca, elle s'oriente vers le Nord, atteint le grand coude que fait le rio de Santa-Eulària au Sud de Santa Gertrudis. Près de ce village (Puig de s'Alqueria), l'accident peut expliquer un affleurement complexe impliquant le Trias. Il peut suivre la dépression au NE du massif de Fornou, puis expliquer le tracé relativement rectiligne (N 160) de la bordure occidentale d'une avancée vers le Nord de l'écaille médiane (zone au SE d'Albarca). Si c'est bien le cas, cet accident aurait un jeu sénestre-chevauchant.

En conclusion, les deux principales failles de transfert de l'île, d'orientation NW (NNW)-SE (SSE) jouent le rôle de rampes latérales par rapport aux surfaces de chevauchement séparant les trois grandes écailles de l'île. Le dispositif de la pile tectonique (et sans doute l'ampleur des déplacements tangentiels) varient d'un compartiment à l'autre, de part et d'autre de ces failles de transfert. Celles-ci sont donc des décro-chevauchements. Le jeu de l'accident de Sant Josep amène le compartiment occidental (Llentrisca), apparemment dextre, à chevaucher en apparente direction du NE-le Miocène du compartiment central (Sant Rafel) de l'île. Inversement, l'accident sénestre de Benirràs-Santa Eulària amène un léger chevauchement, cette fois en (apparente) direction du SW, par-dessus le Miocène du compartiment médian (Sant Rafel).

Ces failles de transfert d'Eivissa sont, à une échelle réduite, les homologues des grandes failles transverses NW-SE qui séparent –sous la mer– le Levant d'Alicante, Eivissa, Majorque et Minorque. On peut y voir l'héritage de fractures anté-mésozoïques.

Discussion de l'existence d'olistostromes à Eivissa

Des affleurements, d'aspect chaotique, de sédiments à dominante argilo-marneuse ont été attribués à des olistostromes d'âge miocène mais suivant des modalités (âge et situation) diverses :

L'hypothèse d'un olistostrome aquitano-burdigalien **(Fourcade *et al.*, 1982)**

Une formation olistostromique a été définie dans la partie la plus orientale de l'île. Elle s'y placerait en couverture du Trias-Jurassique de la région de Sant Carles, placée dans l'«unité de l'Atalaya de San José». Des klippes de l'unité supérieure d'«Eivissa» surmonteraient cet olistostrome, qualifié de «Miocène, marnes à blocs triasiques resédimentés». Ainsi, la plus grande de ces klippes (le massif jurassique de Sant Vincent) surmonterait la formation olistostromique sur presque tout son pourtour. Les meilleurs affleurements en seraient situés le long de la côte Est, entre le cap Roig, Figueral et Es Rachs.

A cette épaisse formation sont attribuées essentielment «des marnes grises, vertes et jaunes emballant de nombreux fragments anguleux de roches détritiques et volcaniques triasiques», ainsi que des «galets arrondis» de gypse. Fourcade *et al.* (1982) constatent que «les lavages sont azoïques et renferment du gypse et des quartz bipyramidés».

Ces auteurs ont cependant découvert des Miogypsines (certaines attribuables à de l'Aquitanien moyen-supérieur) dans des couches calcaro-bréchiques de la Cala Boix, sur la côte au Sud de Sant Carles. Ces

roches, chargées de débris de dolomies triasiques, sont rattachées à la formation olistostromique précédente. En conséquence, celle-ci est considérée «comme du Trias resédimenté au Miocène inférieur (Aquitano-Burdigalien)», c'est-à-dire à une époque qui «pourrait avoir précédé l'installation de l'avant-fosse langhienne (voir plus loin) dans les zones un peu plus externes».

Or, ces niveaux de la Cala Boix, dits «aquitaniens», nous ont fourni (Rangheard *et al*., 2011) une nannoflore à *Sphenolithus heteromorphus* du Langhien inférieur, ce qui écarte l'argument d'un âge aquitano-burdigalien d'un tel bassin olistostromique.

Comme nous allons le voir, l'aspect chaotique que présente cette « formation »- sur laquelle la mer miocène a pu venir en transgression et en tirer des débris-paraît résulter de la dilacération d'une masse triasique, comme l'admettaient les auteurs antérieurs (Fallot, 1922; Haanstra, 1935; Rangheard, 1971).

L'hypothèse d'une «formation olistostromique » d'âge langhien (IGME, 2009).

Les notices des feuilles de la nouvelle carte géologique d'Eivissa au 25.000ème étendent la notion d'olistostrome dans toute la moitié orientale de l'île. Mais, ne faisant plus appel à un phénomène aquitano-burdigalien, ces auteurs y voient «la conséquence de la phase diastrophique paroxysmale » du Miocène moyen.

Les affleurements sont cartographiés à l'Est d'une ligne NNW-SSE allant des abords Est de Sant Miquel à ceux de Santa Eulària. Ainsi, outre la région de Sant Carles, ces «argiles, gypses et blocs» constituraient une formation située au-dessus du mésozoïque de l'unité tectonique médiane que ces auteurs nomment «de Fornou-Rei». Leur sont associés des paquets de roches carbonatées («Muschelkalk» et Jurassique), tel celui de Can Riera (voir plus loin), considérés comme de grands «clastes».

Sur la feuille de Sant Joan de Labritja (Garcia de Domingo *et al*., 2009) cette formation est dite résulter de dilacération, décollement et écoulement gravitationnel de matériaux du Jurassique sur les niveaux plastiques du Keuper, qui s'introduiraient dans les «bassins» néogènes. Immédiatement à l'Ouest de la zone précédente (du Rei), la notice de la feuille de Sant Miquel (Gil *et al*., 2009) « présente certains doutes » (« *plantea ciertas dudas* ») du fait de la ressemblance avec le faciès Keuper «d'un tel olistostrome qui pourrait correspondre à l'unité (= formation) triasique». Et, sur les feuilles plus occidentales de l'île, les affleurements de marnes colorées et gypse (plus rares qu'à l'Est) sont attribués, dans les notices des cartes (Dia de Neira *et al*. 2009) au Keuper.

Etendant leur interprétation, les auteurs de la notice de Sant Joan de Labritja (Garcia de Domingo *et al*., 2009) envisagent que leur bassin olistostromique se poursuive en profondeur sous les autres unités tectoniques de l'île.

Nos observations à la pointe orientale de l'île (région de Sant Carles) – celle où la notion d'olistrostrome possède sa meilleure illustration, tant pour Fourcade *et al*. (1982) que des géologues de l'IGME (2009), vont nous permettent de conclure qu'il s'agit d'authentique Trias supérieur (Keuper).

Considérations sur la zone de Cap Roig.

La falaise, dont la route vers le cap Roig suit le flanc, révèle la superposition tectonique d'une série triasique, presque horizontale, (notre sous-unité de Sant Carles) à des assises miocènes (cf. Rangheard, 1971, p.47, Fig.14). Le Trias paraît renversé: reliefs de puissantes roches carbonatées (calcaires dolomitiques sur

calcaires « vermiculés») du Trias moyen, versant riche en cargneules jaunâtres, avec à leur base des gypses attribués au Keuper.

Dans les cargneules s'intercalent des microbrèches à éléments anguleux polychromes dans une matrice argileuse jaunâtre, donnant un aspect d'olistostrome. De minces intercalations de marnes blanches donnent l'impression de sédiments miocènes, mais tous nos essais de datation sont restés azoïques.

Sous les cargneules triasiques on trouve parfois des dolomies bréchiques grises - c'est le cas lorsque la route domine la mer- indifférenciables, de faciès attribués au Lias. Sous ces dolomies apparaissent des assises attribuables au miocène :

- Sous le «Lias», très écrasés à leur sommet, des marno-calcaires et marnes feuilletées bleutées à altération jaunâtre (éch. 84-80 et 84-76), ont livré quelques foraminifères (dét. J. Magné) déformés, soit planctoniques (*Globigerinoides* sp., *Globigerina* sp.), soit benthiques (*Elphidium*, *Heterolepa*, *Gyroidina*). La nannoflore (dét. H. Feinberg), très pauvre et de milieu également néritique, s'accorde avec un âge burdigalien (*Helicosphera carteri*, *Reticulosphaera pseudoumbilica*, *Sphenolithus moriformis*, *Coccolithus pelagicus*).

- Au-dessous, au niveau de la mer, des conglomérats à galets bien roulés, riches en dolomies noires du Trias et avec des débris d' «ophites» et de calcaires à radiolaires (Malm ?), parfois dispersés dans des microbrèches grises.

Ainsi, le niveau d'aspect olistostromique doit dériver de faciès triasiques qui – dans cette coupe entre la Cala de Boix et le cap Roig – sont indépendants d'un Miocène relativement voisin.

Hypothèses sur la tectonique paléogène à Eivissa

Aucune trace de dépôts sédimentaires entre le Sénonien et le Burdigalien n'est attestée à Eivissa. On en conclura que durant cette période de quelque 50 M.a., l'île appartenait à un territoire émergé. La série marno-conglomératique du Burdigalien-Langhien (Rangheard *et al.*, 2011), surmonte en discordance, légère et parfois imperceptible, tel ou tel niveau de la colonne sédimentaire mésozoïque, d'épaisseur kilométrique, allant du Trias moyen au milieu du Crétacé (rien ne prouve que les « calcaires ivoirins » du Crétacé supérieur aient été submergés).

La discordance du Miocène se fait sur une surface d'érosion, longuement élaborée, irrégulière, avec des reliefs résiduels adoucis. Elle recoupe en légère oblique les couches mésozoïques auparavant basculées. Un exemple: à la partie Nord –Est de l'île, le Burdigalien repose directement sur les termes d'une succession monoclinale, inclinée de 2-3° vers le NE, qui va, sur une distance de 6 kilomètres, du Lias (N du Fornàs) au Crétacé inférieur (rivage au NE du Rei).

Aucun pli n'a pu être mis en évidence. De part et d'autre des accidents séparant les diverses écailles, on constate que les sédiments miocènes visibles en regard sont transgressifs sur des niveaux mésozoïques d'âge différent. Cette remarque est particulièrement nette de part et d'autre des deux contacts anormaux majeurs qui séparent les trois grandes unités de l'île.

Dans l'unité d'Albarca (largeur d'affleurement moyenne de 5 km, extension longitudinale d'environ 30 km), le Miocène repose sur les calcaires «urgoniens», surtout aptiens. Dans l'unité médiane de Sant Rafel, la transgression s'opère sur des terrains allant du Trias au Jurassique terminal. Dans l'affleurement miocène que nous estimons situé en couverture de l'unité supérieure («d'Eivissa»), le Miocène est

transgressif sur le Crétacé inférieur à faciès «bathyal».

Ainsi, l'épaisseur de sédiments mésozoïques éliminés par l'érosion avant le Burdigalien transgressif diffère-il considérablement selon les unités tectoniques. Dans le domaine d'Albarca n'ont disparu qu'une partie du Crétacé «moyen» et l'éventuel Crétacé supérieur (connu en galets dans les conglomérats miocènes). Une tranche de terrains comparables a pu disparaître dans l'unité d'Eivissa. La situation est très différente dans l'unité tectonique médiane, dans laquelle l'analyse est facilitée par la large conservation du revêtement miocène.

Sur une surface d'environ 75 km^2, au centre de l'île, le substratum apparaissant de place en place est formé par du Trias, essentiellement carbonaté. On peut ainsi estimer que les sédiments érodés (Jurassique-Crétacé) atteignaient un millier de mètres d'épaisseur.

Autour de ce quadrilatère exhaussé, la série mésozoïque se complète. Du côté Nord, entre Sant Antoni (massif du Joanot), le Sud de Sant Mateu (Fornou) et le Sud-Est de Sant Miquel, on peut suivre une ligne de reliefs carbonatés jurassiques. Ceux-ci ont dû former, au début de la transgression burdigalienne, un chapelet d'îlots.

A l'Est de ce bloc central, où le Miocène repose sur le Trias, on passe –au-delà du grand accident transverse, faille de Benirràs–, dans la zone du Rei, partie la plus orientale de l'unité tectonique médiane: ici également, le Miocène repose sur des assises jurassiques de plus en plus jeunes quand on va vers le Nord ou le Nord-Est, jusqu'à atteindre le Crétacé inferieur.

Si maintenant l'on se déplace à la pointe sud-ouest de l'île, au-delà d'un autre accident transverse (la faille NW-SE de Sant Josep), l'unité tectonique médiane se restreint à la zone de Roques Altes, où le Burdigalien repose sur des calcaires organogènes du Tithonien-Valanginien.

De toutes ces observations, on retire l'idée d'une «structuration paléogène avec un antiforme central» (IGME, 2009): en effet, le Trias du centre du dispositif (anté-miocène) s'enfonce vers le Nord, le Nord-Est et le Sud-Ouest sous la série carbonatée du Jurassique- Crétacé inférieur.

Malgré la distance qui a séparé, avant les charriages miocènes, les trois domaines paléogéographiques des futures grandes unités tectoniques d'Eivissa, on peut envisager que ceux-ci ont été, au Paléogène, séparés par de grandes fractures longitudinales (SW-NE). Ce serait de ces fractures que dériveraient, lors des serrages du Miocène moyen, les surfaces de chevauchement permettant le déferlement vers le Nord-Ouest des trois unités tectoniques majeures de l'île.

Considérations sur les unités tectoniques d'Eivissa

Nous constaterons que leur agencement diffère de part et d'autre des deux principaux accidents de transfert: celui, NW-SE, de Sant Josep qui limite un compartiment sudoccidental ; celui de Benirràs – Santa Eulària, qui sépare le grand compartiment central d'un compartiment étroit au NE de l'île.

L'unité d'Albarca

Localisée le long de la côte nord-ouest, elle est parfaitement définie du Nord-Est de Sant Antoni jusqu'à Cala Benirràs. Sa puissante série observable (du Tithonique-Valanginien à l'Albien), est en général faiblement inclinée vers le Sud, sous le Miocène discordant. Les assises plus anci-

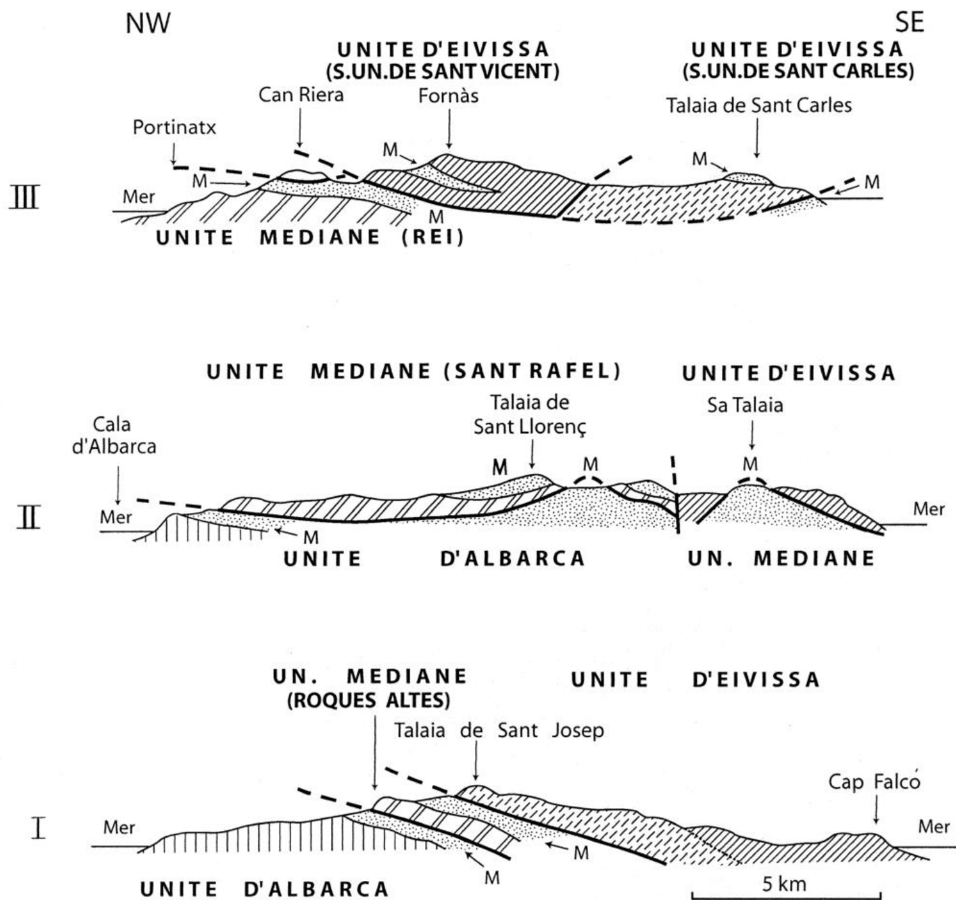


Fig. 4. Relations tectoniques des trois unites (« écailles ») superposées d'Eivissa. M, Burdigalien-Langhien ; Mésozoïque : barré vertical, Unité inférieure d'Albarca ; traits doubles obliques, Unité médiane de Sant Rafel ; traits simples obliques, Unité supérieure d' « Eivissa ».

Fig. 4*. Tectonic relationships between the three superposed units ("slices") of Eivissa. M, Burdigalian-Langhian; Mesozoic : vertical lines, Albarca Lover Unit ; double oblique lines, Sant Rafel Middle Unit ; oblique lines, "Eivissa" Upper Unit.*

ennes (Trias et Jurassique), sans doute comparables à celles de même âge dans l'unité tectonique médiane, doivent former la pente sous-marine au Nord de l'île, jusqu'à l'isobathe – 1000 m.

A l'Est de la faille de transfert de Benirràs, l'unité médiane atteint le rivage (sous-unité du Rei, Fig.4, coupe III). Tout au plus peut-on attribuer à l'unité d'Albarca les poudingues miocènes qui, sous le Trias de cette unité médiane apparaissent de part et d'autre de la Punta Xarraca (Fallot, 1922, p.139 ; Rangheard, 1971, p.274-275). Autour de Sant Antoni, la plaine côtière est couverte d'un épais Quaternaire, ce qui rend problématique la continuation vers le

Sud-Ouest de l'unité d'Albarca. Cette zone a été placée par Fourcade *et al.* (1982) dans leur «unité du Fornou» (= notre unité médiane de Sant Rafel). Cependant, avec les autres auteurs, de Fallot (1922) aux cartographes de l'IGME (2009), nous y verrons la suite sud-occidentale de l'unité d'Albarca. Cette «zone de Cala Vedella-Moli» possède en effet le même Crétacé inférieur –moyen «zoogène» que cette dernière unité.

Le front de chevauchement de l'unité médiane peut être situé au voisinage de Sant Agusti (Puig d'es Vedrà). Au-delà vers le Sud-Ouest, il semble décalé -en dextre- par la faille de transfert de Sant Josep. Nous le placerons (IGME, 2009) à la base des calcarénites du Tithonien-Valanginien qui dessinent un alignement de reliefs allant du Puig de s'Avenc jusqu'à la Serra Mangana, par Roques Altes. Décalés par de petites failles transverses, les segments de cet alignement ont été considérés (Fourcade *et al.*, 1982) comme des olistolites au milieu des marnes et conglomérats miocènes. Nous avons montré (Rangheard *et al.*, 2011) que, sur la coupe de Roques Altes, il s'agissait d'un écaillage d'origine tectonique, comme l'admettaient les auteurs précédents: en effet, le Miocène transgressif sur le prétendu olistolite est plus ancien (Burdigalien supérieur) que le Miocène (Langhien), situé sous cette masse calcaire.

La «klippe» jurassique face à sa Conillera.

Un affleurement jurassique de 3-4 km^2 (dolomies du «Lias», calcaires en dalles du Jurassique supérieur), surmonté et environné de Quaternaire, forme le promontoire côtier de la Cala Bassa à la Cala Codolar, face à l'îlot Conillera. Situé au milieu de la zone de Vedella-Moli, ce Jurassique semble reposer sur les calcaires «urgoniens». D'attribution structurale jugée incertaine (Rangheard, 1971, p.288), nous envisageons actuellement, avec Diaz de Neira *et al.* (2009), d'en faire un lambeau de recouvrement, provenant du front chevauchant de l'unité médiane (Roques Altes), situé à 5 km au Sud-Est.

L'alignement Torre del Savinar-île de Vedrà.

Des calcaires organogènes du Tithonien-Valanginien forment l'abrupte pointe de l'Oliva (Torre del Pirata ou d'es Savinar) (Fig. 5). Il s'agit d'un horst (cf. Fourcade *et al.*, 1982) allongé SW-NE, environné de Miocène marneux. Sa face sud-est correspond à un plan de faille strié. Par contre, sur sa face nord-ouest –qui n'a pas le caractère chevauchant qui lui est parfois prêté– les marnes miocènes s'appliquent contre le Crétacé inférieur, qui se redresse à son contact, marqué par un liseré de galets. Ce fait peut traduire la montée progressive du horst durant la sédimentation du Langhien. Le horst de Torre des Savinar et sa poursuite en mer dans les rochers abrupts de es Vedranell et es Vedrà appartiennent ainsi à la «zone de Vedella-Moli», c'est-à-dire à l'unité d'Albarca, alors qu'on a pu y voir (IGME, 2009) la suite de l'unité de Roques Altes, constituée également de calcarénites du Tithonien-Valanginien.

L'unité tectonique d'Albarca, dont les faciès barrémo-aptiens («Urgonien») rappellent ceux du Prébétique continental, est-elle superposée au Nord, sous la mer, à un autre ensemble tectonique ou est-elle autochtone? L'écaillage interne qu'elle montre (région de Sant Mateu) et l'existence d'un pli couché vers le nord-ouest, de portée kilométrique, dans la Serra de Cala Moli (Rangheard, 1971) sont des indices que cette unité d'Albarca, Parautochtone probable, a dû se déplacer au-dessus de l'autochtone proprement dit.

L'unité médiane de Sant Rafel

D'une faible largeur au sud-ouest de la faille de transfert de Sant Josep (sous-unité de Roques Altes), l'unité médiane montre, dans le compartiment central de l'île, plus de 10 km de largeur d'affleurement (sous-unité de Sant Rafel s.s.). Ici aussi, sa série stratigraphique ne semble pas dépasser le Tithonien-Valanginien.

A sa partie Sud-Ouest, proche de Sant Josep, des complications apparaissent sous forme d'accidents inverses poussés vers le Nord-Ouest. Chevauchant l'unité d'Albarca (à Sant Agusti), l' «imbrication de San José» (Rangheard, 1971, p.265) forme une bande où le Crétacé inférieur possèderait le faciès mixte, dit de «San José» (base de calcanérites, puis marnes). Spiker (1935) y notait seulement un Crétacé inférieur «urgonien» fossilifèr. La présence d'un Crétacé inférieur de faciès mixte – si elle est réelle – ne peut guère s'expliquer que s'il s'agit d'une klippe provenant de l'unité tectonique supérieure, secondairement chevauchée par le Mésozoïque de l'unité médiane.

Au Sud-Est du Puig Recó, du Mésozoïque (Trias à Tithonien-Valanginien) apparaît sous le Miocène dans deux lames SW-NE de longueur kilométrique, au Puig d'en Sunyer et au Puig Vert : alors que Fourcade *et al.* (1982) en font de grands olistolites, nous estimons – avec tous les autres auteurs – qu'il s'agit d'écailles de Mésozoïque perçant le Miocène de l'unité médiane de Sant Rafel.

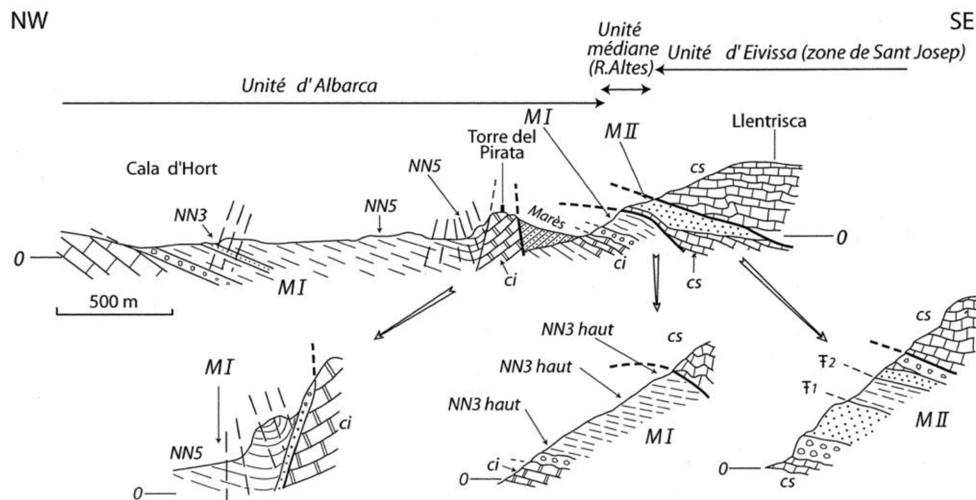


Fig. 5. La Formation de la Cala d'Hort, coupe-type et situation tectonique. MI, Burdigalien supérieur-Langhien inférieur (F. de la Cala d'Hort) ; M II, Langhien saumâtre (F. de Cap Jueu) ; ci, Tithonien-Berriasien ; cs, Crétacé supérieur ; NN3-NN5 : nannoplancton. Tireté : schistosité.

Fig. 5. *The Cala d'Hort Formation, type-section and structural location. MI, Upper Burdigalian-Lover Langhian (Cala d'Hort F.) ; M II, brackisch Langhian (Cap Jueu F.) ; ci, Tithonian-Berriasian ; cs, Upper Cretaceous ; NN3-NN5 : nannoplankton. Dashed lines : cleavage.*

La fenêtre Sud de la Talaia de Sant Llorenz au centre de l'île

Le Trias, surtout sous forme de roches carbonatées, affleure sous le Miocène qui couronne les collines au Nord (Talaia de Sant Llorenz) et au Sud de la large dépression quaternaire que suit le talweg du moyen «Riu de Santa Eulària». Du côté nord de la dépression, au pied de la Talaia, ce Trias surmonte horizontalement des couches miocènes (Fallot, 1922, p.432; Haanstra, 1935; Rangheard, feuille «Ibiza», 1971). Ce contact anormal se suit d'Est en Ouest sur au moins 5 km. L'interprétation (Fourcade *et al.*, 1982, Fig.5) de cet accident comme un écaillage vers le Sud – ce qui serait un cas unique dans l'île – se heurte à l'observation, du côté Sud de la dépression, près du point de séparation des routes vers Sant Joan et vers Santa Eulària (Fallot, 1922, p.438), d'un affleurement de Trias, apparemment au-dessus du Miocène. Ce contact peut ainsi marquer la limite sud du Miocène de la dépression, et celui-ci serait une réapparition en fenêtre de la couverture tertiaire de l'unité d'Albarca. La flèche de recouvrement observable sur cette transversale serait d'une dizaine de kilomètres.

L'unité tectonique médiane dans le Nord-Est de l'île (sous-unité du Rei)

Tous les auteurs rattachent ce quadrilatère du Rei à l'unité médiane. Ce secteur se place au-delà de la faille de transfert de Benirràs, qui paraît décrocher de 2-3 km, en sénestre, le Mésozoïque de cette sous-unité du Rei, par rapport à l'unité d'Albarca, dont le Crétacé est aussi légèrement chevauché en direction «apparente» de l'WSW.

La partie orientale du secteur du Rei est formée d'une épaisse succession, faiblement inclinée vers l'ENE, allant des dolomies du «Lias» au Barrémien de faciès «urgonien», identique à celui de l'unité d'Albarca. Plus à l'Ouest, entre Sant Joan et Benirràs, la série se complète et se clive en une série d' "imbrications" (Rangheard, 1971, p.279), apparemment déplacées vers l'WNW sur quelques centaines de mètres. Elles peuvent dériver de failles paléogènes, car le Miocène, de part et d'autre de ces accidents, repose sur des assises mésozoïques d'âge différent. La direction de la poussée tectonique au Miocène moyen, vers le nord-ouest, donc légèrement oblique à l'orientation (Nord-Sud ?) de telles failles, expliquerait cet empillement local.

L'unité supérieure (d'Eivissa)

Les limites tectoniques proposées pour cette unité, qui forme la bordure sud-est de l'île et sa partie orientale, correspondent à peu près exactement à celles que Fallot (1922) envisagea autrefois. Nous y regrouperons en effet la zone de Llentrisca – Sant Josep, dans le compartiment sud-occidental de l'île. Possédant un Crétacé inférieur de faciès mixte (la « série de San José» (Rangheard, 1971), cette zone avait été placée dans l'unité tectonique médiane (Spiker, 1935; Rangheard, 1971) ou considérée comme une écaille indépendante, l' «unité de l'Atalaya de San José» (Fourcade *et al.*, 1982), intercalée entre l'unité médiane et l'unité supérieure d'Eivissa. La recherche infructueuse, par les cartographes successifs, de tout contact tectonique séparant cette zone de Llentrisca – Sant Josep de celle, plus orientale, d'Eivissa – où le Crétacé inférieur revêt le seul faciès «bathyal» de marnes à Ammonites - nous conduit à y voir un passage latéral de faciès au sein de la même grande unité structurale :

a) Le front de l'unité supérieure au Nord d'Eivissa.

Dans le compartiment sud-occidental de l'île, le front chevauchant de l'unité tectonique supérieure amène le terme le plus jeune du Mésozoïque (les «calcaires ivoirins» du Crétacé supérieur) en chevauchement direct, faiblement incliné, sur le Miocène de l'unité médiane (sous-unité de Roques Altes, Fig. 4, coupe I).

Décalé en dextre d'environ 3 km par la faille de transfert de Sant Josep, ce contact frontal, ici à inclinaison moyenne est parfaitement défini au Nord du bloc montagneux du Pez-Palau, dont se détachent à l'Ouest les grandes klippes du Puig de Cas Serres et du Puig Gros (ex-Cirer). Le Crétacé inférieur lié au Jurassique possède le faciès «bathyal», mais, entre la masse chevauchante et le Miocène chevauché de l'unité médiane, s'intercale une écaille où le Crétacé inférieur possède le faciès mixte dit de «San José», accompagné par une lame inférieure de «calcaires ivoirins» écrasés.

Isolées au Nord-Ouest de là, superposées au Miocène de l'unité médiane, de petites klippes des mêmes «calcaires ivoirins» couronnent le Puig d'en Guerxo, Es Puig, …Elles doivent se rattacher à la lame précédente, située à la base de l'écaille tectonique supérieure.

b) Le front de l'unité supérieure à l'Est d'Eivissa.

A l'Est du méridien d'Eivissa, la position du contact avec l'unité tectonique médiane a été interprétée différemment par les auteurs : il serait situé pour certains auteurs (Haanstra, 1935; Rangheard, 1971) sur une ligne allant de Santa Gertrudis (où le Mésozoïque de Can Alqueria apparaît en série inverse) vers Sant Llorenç. Mais, avec les autres auteurs, nous considérons maintenant que ce contact se situe plus au Sud, au-delà du talweg du cours inférieur du «Riu de Santa Eulària».

Bien que les conditions d'affleurement soient médiocres, on voit là s'affronter: au Nord, du Trias, surmonté en discordance par le Miocène (comme c'est le cas dans l'unité médiane de Sant Rafel); au Sud, des marnes «bathyales» du Crétacé inférieur, typiques de l'unité d'Eivissa. Le contact est apparemment très redressé (fracture E-W ?).

c) Les fenêtres de Can Costa et sa Talaia (Fig. 4, coupe II).

L'unité tectonique supérieure occupe les reliefs côtiers entre le Guixar et Santa Eulària, un alignement EW de deux affleurements miocènes (Can Costa et sa Talaia) apparaissant au milieu. Ce Miocène est incontestablement chevauché, à sa limite sud, par une succession mésozoïque (Jurassique supérieur – Crétacé inférieur) renversée, avec une lame de Keuper à sa base. Sur la feuille de «Santa Eulalia del Rio» (Rangheard, 1970, coupe I –I ; IGME 2009), le Miocène est figuré, à son bord nord, comme reposant sur le Crétacé inférieur. Cependant Haanstra (1935, planche III, coupe i) dessine ce dernier au-dessus du Miocène : celui-ci apparaît ainsi au total sous le Mésozoïque. Fourcade *et al.* (1982) ont proposé une interprétation analogue. Celle-ci s'appuie sur deux observations :

- Le Crétacé inférieur situé plus au Nord est surmonté (zone du Picaferro) par des paquets de Jurassique supérieur, qui ne peuvent provenir que du compartiment méridional, dont le chevauchement vers le Nord serait d'environ un kilomètre ; en reconstituant une coupe avant l'érosion, le Miocène – s'il n'est pas en fenêtre - occuperait ainsi la situation singulière d'un fond de blague à tabac refermée ;
- La présence de galets d' «orbitolines» dans les conglomérats miocènes (Fourcade *et al.*, 1982) ne peut guère s'expliquer que

par un apport à partir du Crétacé des unités externes.

d) L'unité tectonique supérieure dans l'Est de l'île.

On regroupe ici deux ensembles fort différents : la sous-unité de Sant Vicent, essentiellement constituée par un massif montagneux de Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, et plus au Sud, séparée de la précédente par un contact presque rectiligne qui pose problème, la sous unité de Sant Carles, où le Trias-Lias est surmonté par des restes de Miocène discordant.

- *La sous-unité de Sant Vincent.* Le faciès marneux «bathyal» de son Crétacé inférieur assure son appartenance à l'unité supérieure d'Eivissa (Fallot, 1922). La faille de Sant Vicent, WNW-ESE, a le rôle d'un petit accident de transfert décro-chevauchant (sénestre). Sa lèvre orientale est déplacée vers le NW, au-dessus du «Keuper», d'environ 2 km. Affecté d'un étroit pli couché vers le NW, le Jurassique de la Talaia de Sant Vicent chevauche les marnes du Crétacé inférieur, lui-même superposé au flanc sud du synclinal occupé par le Miocène du Racó de sa Talaia (Fig. 6).

Les marnes de ce Miocène sont datées du Langhien (Rangheard *et al.*, 2011) sur toute leur épaisseur par nannoflores et Foraminifères, alors considérées comme d'âge du Crétacé inférieur (Haanstra, 1935; IGME, 2009).

Le Mésozoïque de la sous-unité de Sant Vicent chevauche vers le NW, sous un fort pendage, le Miocène de l'unité médiane (zone du Rei). Au milieu du large affleurement que forme ce Miocène à l'Est de Sant Joan apparaît le massif jurassique (2 km du NW au SE) de Can Riera (ou du Puig Masson), tenu pour une klippe tectonique depuis Fallot (1922). Fourcade *et al.* (1982, Fig. 5 et 6B) y ont vu un grand olistolite, inséré dans la sédimentation du Miocène : ce Jurassique, à sa limite orientale, repose à plat sur le Miocène ; mais, du côté occidental, il s'enfoncerait sous lui. Nous avons suivi ce contact et constaté que les roches carbonatées du Jurassique surmontent partout les marnes miocènes à lits de microbrèches, datées du Langhien (Fig. 5). Ce contact, à peu près horizontal, est jalonné par des traces discontinues de «Keuper» (cargneules, marnes rouges). Il s'agit ainsi pour nous (Fallot, 1922; Haanstra, 1935; Rangheard, 1971) d'un lambeau de recouvrement, probablement détaché de la partie frontale de la sous-unité de Sant Vicent.

De l'Est de Can Riera à la côte (ses Caletes), le Miocène de l'unité médiane (du Rei) est chevauché par plusieurs grandes lames tectoniques («Urgonien», Crétacé supérieur), rattachables à cette unité médiane du Rei, qui s'enfoncent à leur tour sous le front chevauchant de l'unité tectonique supérieure (sous-unité de Sant Vicent).

- *La sousunité de Sant Carles.* Le quadrilatère de Sant Carles, recouvert en grande partie par du Quaternaire, montre, au-dessus d'un épais matelas de Trias («Muschelkalk» carbonaté et «Keuper» chaotique), des dolomies «liasiques» et, dans la Talaia de Sant Carles, un résidu de Jurassique supérieur, surmonté en discordance par du Miocène détritique, daté du Burdigalien-Langhien (Rangheard *et al.*, 2011), que l'on suit jusqu'au voisinage de la côte (Fig.4, coupe III et Fig.7).

Les secteurs encadrant le quadrilatère de Sant Carles sont rattachables à l'unité supérieure d'Eivissa, du fait de la présence d'un Crétacé inférieur «bathyal»:

- Au Nord, la sous-unité de Sant Vicent (le «Keuper» formant sa base méridionale pouvant jalonner un accident (faille ?)

WSW-ENE, masqué sous le Quaternaire;

- A l'Ouest, un affleurement de marnes du Crétacé inférieur, sous le Puig d'Altzaró;

- Au Sud, le long de la côte entre Santa Eulària et la Cala des Canar, une série renversée dont le Crétacé inférieur marneux chevauche vers le Nord le Trias-Lias, à l'endroit, du quadrilatère de Sant Carles. Malgré sa série incomplète, nous regroupons ce dernier avec les éléments qui viennent d'être énumérés, dans la même unité tectonique supérieure (Fallot, 1922; Haanstra, 1935; Rangheard, 1971). La découverte, au sommet du Jurassique supérieur de la Talaia de Sant Carles, de «calcaires graveleux à Trocholines et Clypéines» (Fourcade *et al.*, 1982), rappelant le Tithonien-Valanginien de la série de la série mixte «de San José», poussa ces auteurs à placer l'ensemble du quadrilatère de Sant Carles dans leur «unité de l'Atalaya de San José» (que nous englobons dans l'unité supérieure d'Eivissa). Comme ce même faciès de calcaires "à Trocholines et Clypéines" est connu aussi dans les unités plus externes (unité médiane, unité d'Albarca), on a pu aussi être amené (Garcia de Domingo *et al.*, 2009) à rattacher le quadrilatère de Sant Carles à l'unité tectonique médiane. Dans l'une et l'autre hypothèse, le Mésozoïque de Sant Vicent, considéré comme une très grande klippe, serait venu du Sud en passant par-dessus la zone de Sant Carles.

e) Les fenêtres de Miocène sous la sous-unité de Sant Carles.

Fallot (1917) fut le premier à noter que « le long de la côte de Sant Carles, de Cala Nova au Cap Roig, des débris écrasés de Miocène semblent supporter le Trias», et il

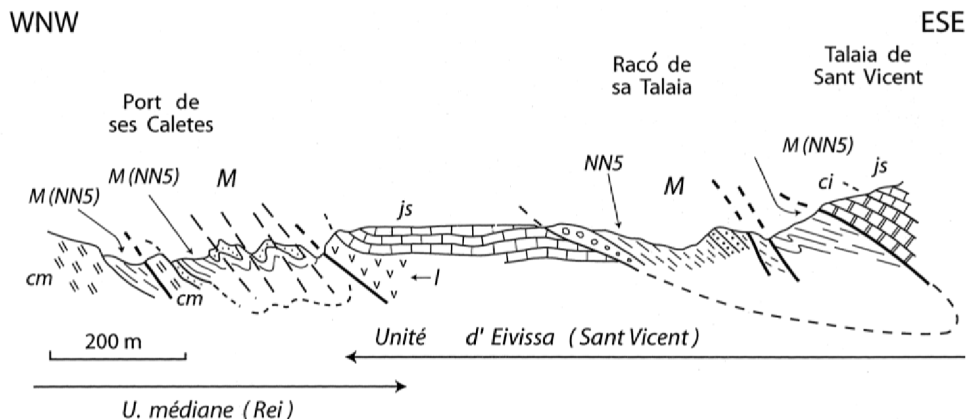


Fig. 6. Coupe du littoral nord-est du Port de ses Caletes à la Talaia de Sant Vicent. js, Jurassique supérieur : calcaires en dalles ; ci, Crétacé inférieur : marno-calcaires ; cm, Aptien : dolomies ; M. Miocène : conglomérats, microbrèches, grès, marnes du Langhien inférieur à nannoplancton (NN5). Tireté : schistosité.

Fig. 6. *Section of the north east coast from Port de ses Caletes to la Talaia de Sant Vicent. js, Upper Jurassic : limestones in slabs. ci, Lower Cretaceous : marly limestones ; cm, Aptian : dolomites ; M, Miocene : conglomerates, microbreccia, sandstones, marls of Lower Langhian with nannoplankton (NN5). Dashed : cleavage.*

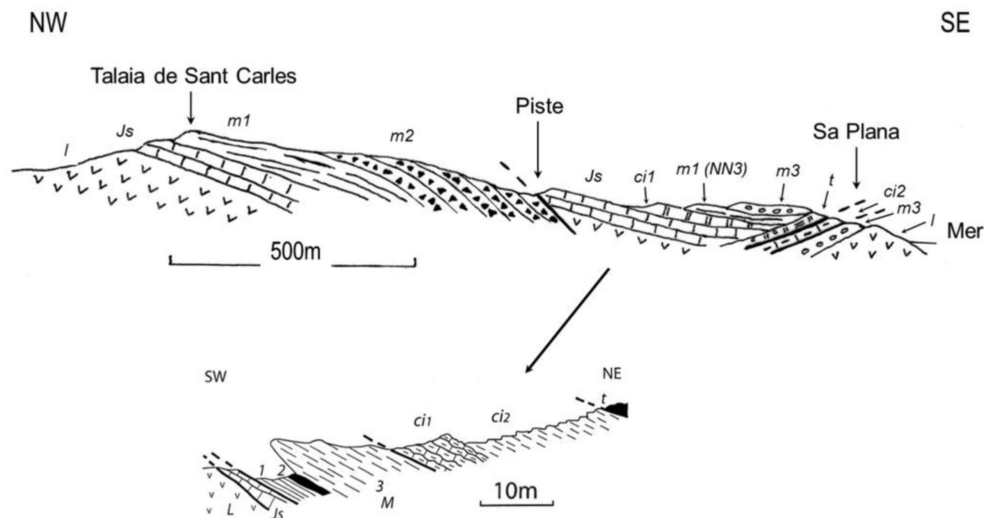


Fig. 7. Coupe de la Talaia de Sant Carles. t, Trias supérieur : marnes bariolées ; l, Lias : dolomies ; js, Jurassique supérieur (Kimméridgien) : calcaires en dalles ; ci 1, Jurassique supérieur (Tithonien) et Crétacé inférieur (Berriasien-Valanginien) : calcarénites à Trocholines ; ci 2, Crétacé inférieur (Hauterivien) : marno-calcaires à bancs gréseux ; m, Miocène ; m1, marno-calcaires blanchâtres à nannoplancton du Burdigalien supérieur ? (NN3) et du Langhien inférieur (NN5) ; m2, microbrèches ; m3 : conglomérats.
Fig. 7. *Section of the Talaia de Sant Carles. t, Upper Triassic : motley marls ; l, Liassic (dolomites) ; js, Upper Jurassic (Kimmeridgian) compact limestones in slabs ; ci 1, Upper Jurassic (Tithonian) and Lower Cretaceous (Berriasian-Valanginian) : limestones with Trocholines ; ci 2, Lower Cretaceous (Hauterivian) : marly limestones with sandy layers ; m, Miocene : m1, whitish marly limestones with nannoplankton of Upper Burdigalian (NN3) and of Lower Langhian (NN5) ; m2 : microbreccia ; m3 : conglomerates.*

propose d'y voir la réapparition du Miocène de l'unité médiane (du Rei), située à 8 km plus au Nord Ouest. Haanstra (1935), puis Rangheard (1971, p. 247-249), enfin Fourcade *et al*. (1982, Fig. 5-6) – ceux-ci pour la seule Cala Nova-, retrouvèrent ces superpositions tectoniques et acceptèrent les conclusions de Fallot. La présence de nombreux galets d' «Urgonien» (faciès connu dans l'unité du Rei) appuie cette interprétation (Fig.4, coupe III).

La situation de l'affleurement miocènedaté à la base de la falaise, sous la route côtière vers le cap Roig (voir plus haut), apporte un argument qui semble décisif : ce Miocène s'enfonce en effet sous le grand massif de Trias carbonaté, probablement renversé, situé entre la Punta de Valls et le cap Roig. Seuls les auteurs de la nouvelle carte au 25.000ème (IGME, 2009) ne semblent pas accepter cette interprétation du Miocène côtier. Peut être est-ce dû au voisinage entre ce Miocène chevauché et le Miocène incontestablement en couverture du Jurassique de Sant Carles?

L'interprétation en fenêtre du Miocène des «calas» se retrouve pour un petit affleurement signalé par Haanstra (1935, p. 41) sous le Trias, à 1.5 km à l'Est du sommet du Puig Altzaró (=Exero).

Reposant tectoniquement sur un Miocène comportant des galets d'«Urgonien» d'origine externe, le Mésozoïque de Sant Carles doit donc logiquement être attribué à une sous-unité de l'unité tectonique supérieure.

f) Les plis couchés dans l'unité tectonique d'Eivissa.

La situation en série inverse des successions stratigraphiques est reconnue en divers secteurs de l'unité d'Eivissa. La reconstitution de ces plis couchés, à charnières rompues, aboutit à un déversement vers le Nord Ouest.

Dans le compartiment sud-occidental, la structure a été éclaircie par l'attribution micropaléontologique des calcaires organogènes, dits «urgoniens» par Fallot et par Spiker, à du Tithonien-Valanginien (Rangheard et Colom, 1965). Ainsi, de la Cova Santa à la Serra d'en Calaveres, la succession apparaît-elle à l'envers, ce qui autorise à reconstituer un pli couché d'environ 5 km de portée. On peut fixer son axe SSW-NNE au niveau de la Punta Jondal. Ce pli –où le Crétacé inférieur possède le faciès mixte «de Sant José» est poussé à l'arrière (Est) par le pli du Puig d'en Palau, à axe liasique, également couché, où le Crétacé inférieur est de faciès seulement marneux.

Des calcaires du Crétacé supérieur, occupant le cœur situé à l'ouest de la structure synclinale couchée du pli de Jondal, et généralement décollés des marnes du Crétacé inférieur, chevauchent directement le Miocène de la sous-unité médiane de Roques Altes.

Dans le compartiment central de l'île, les séries jurassiques renversées observables entre le Cap des Falcó, Corb Marí et le rocher d'Eivissa appartiennent à un pli couché vers le NW, par-dessus le Crétacé inférieur qui, sous le Quaternaire, doit se placer sous la plaine de ses Salines. La charnière synclinale (WSW-ENE), au niveau du Jurassique, se situe entre le rocher d'Eivissa (série renversée) et la presqu'île de Punta Grossa (série à l'endroit).

Plus au Nord, dans le massif Pez-Palau, deux plis couchés se succèdent. Leurs directions axiales varient de SW-NE (cas de l'anticlinal de Truntoy, dont une intersection perpendiculaire montre la quasi-horizontalité sur environ 3 km) à SSW-NNE (cas du pli du Puig de sa Grand). Le cisaillement frontal de l'unité supérieure d'Eivissa recoupe le prolongement de ces deux plis vers le Nord-Est.

Dans le massif côtier de Guixa, un grand anticlinal couché d'axe WSW-ENE amène le déplacement d'environ 5 km vers le NNW du Jurassique, renversé à plat au-dessus du Crétacé inférieur qui, à son tour, surmonte au Nord le Miocène de Can Costa et sa Talaia, interprété comme fenêtre de l'unité tectonique médiane.

Vers l'Est (Puig d'en Vic), l'axe de ce pli couché se courbe dans les reliefs côtiers au Sud de Santa Eulària. Deux anticlinaux d'axe N-10 environ, à noyau jurassique, sont déversés vers l'WNW : le pli côtier de Castella-Punta s'Aguait est séparé par le synclinal de Llibrel, rempli de Crétacé inférieur, du pli plus occidental du Puig Purredo. Au Nord de Santa Eulària, les deux lambeaux jurassiques, en série inverse, de Ribes et de l'Atzaró peuvent correspondre à la suite de la structure couchée de Castella-Aguait.

La sous-unité de Sant Vicent possède une structure complexe à l'Ouest, amenant le Jurassique calcaire (flanc normal subsistant d'un ancien pli couché?) à chevaucher vers le NNW une zone synclinale remplie de Crétacé inférieur, sous la Peña del Aguila. La faille NW-SE

du Torrente de Sant Vicent isole le secteur plus oriental : l'anticlinal déversé, d'axe N-10, à noyau de «Keuper», de la Talaia de Sant Vicent chevauche vers le Nord le synclinal de Racó de sa Talaia, dont le Crétacé inférieur est suivi par une série miocène. Dans cette sous-unité de Sant Vicent, les plis apparaissent déformés, avant les écaillages.

Si on déroule les plis couchés observables dans l'unité tectonique supérieure, il faudra ajouter à l'ampleur des recouvrements des écailles, un resserremet de plusieurs kilomètres. L'orientation de ces plis, allant de WNW-ESE à presque N-S, l'obliquité (dans le massif du Pez-Palau) de leurs directions axiales par rapport au chevauchement frontal de l'unité tectonique supérieure, semblent montrer que le découpage des grandes unités chevauchantes s'est achevé alors que les plis étaient déjà réalisés.

La sédimentation miocène syn-orogénique

Au Burdigalien moyen et au Langhien inférieur, une mer venue du Sud-Est recouvrait Eivissa et déposait des conglomérats, des microbrèches, des calcaires fins et des marnes sableuses à Foraminifères planctoniques et à nannofossiles (Formation de la Cala d'Hort). La discordance des sédiments miocènes sur les diverses formations du Mésozoïque est toujours faible.

De nouvelles datations ont été obtenues par la révision des Foraminifères et surtout la recherche du nannoplancton (Rangheard *et al.,* 2011).

La nannozone NN3 (partie moyenne du Burdigalien) a été identifiée dans la partie basale du Miocène de l'unité d'Albarca (Cala d'Hort, Cala des Jueu) et dans l'unité de Sant Rafel (extrémité sud-ouest de la Talaia de Sant Josep, sud-est de la Talaia de Sant Carles). Ainsi, la transgression miocène débute plus tôt dans ces sites qu'ailleurs.

La nannozone NN4 (Burdigalien supérieur-Langhien basal) a été reconnue dans l'unité médiane.

La nannozone (Langhien inférieur) est représentée dans l'unité d'Albarca et dans l'unité médiane.

La microfaune étudiée par J. Magné caractérise la partie supérieure de la zone N8 de Blow.

Les terrains du Burdigalien (moyen et supérieur) et du Langhien inférieur, rapportés à la Formation de la Cala d'Hort, sont impliqués dans la tectonique tangentielle. Il en est de même pour la Formation de Cap Jueu (Durand-Delga *et al.*, 1993), saumâtre à continentale, datée du Langhien supérieur-Serravallien, et à laquelle se rattachent les conglomérats sommitaux du centre de l'île.

Le problème des «klippes sédimentaires» de l'«avant-fosse langhienne»

Chauve *et al*. (1978) et Fourcade *et al.* (1982) ont évoqué l'existence d'une «avant-fosse langhienne» s'étendant dans la partie centrale de l'île, au front des « unités de San José et d'Ibiza». Ce bassin tectono-sédimentaire renfermerait des «klippes sédimentaires» de dimensions variées pouvant atteindre plusieurs kilomètres, telles que «Roques Altes, Can Riera, ses Caletes».

Notre conception met en doute l'existence d'une telle avant-fosse et privilégie la valeur d'écailles des olistolites des précédents auteurs.

***L'affleurement de Roques Altes*.**

Cet affleurement fait partie d'un

alignement de calcaires tithoniens-valanginiens organogènes (faciès «de Sant Josep») que l'on peut suivre du SSW au NNE sur près de 7 km, au Sud-Ouest de Sant Antonio de Portmany. Ils forment pour nous la base de l'écaille médiane de l'île (Fig. 4, coupe I).

Comme nos prédécesseurs (Fallot, 1922; Spiker, 1935), nous considérons qu'il s'agit d'une même unité tectonique, base de l'unité médiane, tronçonnée en plusieurs éléments, décalés par des failles transversales.

L'élément principal, celui de Roques Altes, surmonte tectoniquement le Miocène de l'unité inférieure. Ce Miocène débute par des marnes blanches (Formation de la Cala d'Hort) à nannoflore NN5, surmontées par des conglomérats (Formation de Cap Jueu?, Fig. 5). Au-dessus des calcaires tithono-valanginiens repose transgressivement une nouvelle série miocène, formées par des marnes (Formation de la Cala d'Hort), datées ici du Burdigalien supérieur (NN 3-4) dans plusieurs prélèvements.

Il s'agit d'une écaille tectonique comme l'analyse de terrain nous avait incité à le croire, comme Fallot (1922) et Spiker (1935) l'avaient conclu.

L'affleurement de Can Riera

Il est situé à l'Est de Sant Joan, dans le NE de l'île. Ce relief de roches carbonatées jurassiques, entouré de Miocène marneux est considéré (Fourcade *et al.*, 1982) comme une klippe sédimentaire. Il reposerait sur le côté oriental en contact anormal sur les marnes mocènes. Sur le côté occidental, par contre, le même Miocène la surmonterait en transgression.

Nous avons suivi cette bordure occidentale et constaté que, sans aucun doute, les roches carbonatées (dolomies du «Lias», calcaires en dalles du Jurassique supérieur), débitées en plusieurs lames, surmontent partout les marnes miocènes, appartenant à l'unité médiane du Rei. Des traces discontinues de Trias (cargneules, marnes rouges) jalonnent ce contact anormal, à peu près horizontal. Sous celui-ci les marnes blanches à lits de microbrèches, mais sans le moindre « bloc », sont datées du Langhien inférieur (NN5).

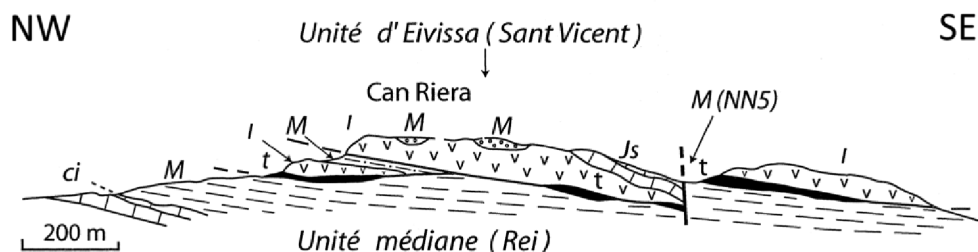


Fig. 8. Coupe de la «klippe» de Can Riera. t, Trias supérieur: marnes bariolées; L, Lias: dolomies; js, Jurassique supérieur: calcaires; ci, Crétacé inférieur: marnes; M, Miocène: conglomérats, marnes du Langhien inférieur à nannoplancton (NN5).

Fig. 8. *Section of the «klippe» of Can Riera. t, Upper Triassic: motley marls; L, Liassic: dolomites; js, Upper Jurassic: limestones; ci, Lower Cretaceous: marls; M, Miocene: conglomerates, marls of Lower Langhian with nannoplankton (NN5).*

Notre interprétation de la klippe de Can Riera (Fig. 4, coupe III et Fig. 8) rejoint celle de Fallot (1922) parlant de «témoin (dans le sens lambeau de recouvrement) complexe», et celle de U. Haanstra, qui y voyait des «tektonischen klippen».

Les deux éléments de Roques Altes et de Can Riera étaient les prototypes des «klippes sédimentaires» de Fourcade *et al.* (1982). Les autres cas envisagés, dont celui de ses Caletes, peuvent tous s'expliquer par des écaillages post-langhiens. Il est surprenant qu'à son extrémité occidentale, l'«avant-fosse langhienne» aboutisse à la remarquable coupe côtière entre la Cala d'Hort et Torre del Pirata. Sur quelque 500 m d'épaisseur, la série marneuse (NN3 à NN5) ne montre pas le moindre «bloc» ou «klippe sédimentaire». Pour nous, il n'existe pas d'«avant-fosse langhienne».

Les écailles ont subi un déplacement relatif dominant en direction du NNW, d'après la direction des stries observées sur plusieurs surfaces de chevauchement, d'après la direction de la schitosité qui affecte localement les couches miocènes, et d'après l'orientation générale des fronts des unités. D'après la position de la klippe tectonique de Can Riera, la flèche visible du chevauchement de l'unité d'Eivissa-Sant Josep sur l'unité de Sant Rafel est évaluée à près de 12 kilomètres.

Comparaisons et conclusions

Des relations paléogéographiques étroites existent entre Eivissa et le Prébétique oriental (Fig. 1, cartouche inférieure). Elles sont basées sur la présence de calcaires «ivoirins» du Crétacé supérieur à Pithonelles et Globotruncanidés, à Eivissa (Fallot, 1922; Haanstra, 1935; Spiker, 1935; Rangheard *et al.*, 1962)et sur le continent, dans la zone côtière de Pégo (Champetier, 1972). Des calcaires «ivoirins» identiques affleurent également à Majorque dans le SW de la Serra de Tramuntana.

L'île d'Eivissa était probablement émergée au Paléogène. La mer transgressive du Miocène a déposé les sédiments de la Formation de la Cala d'Hort datée du Burdigalien moyen-supérieur et du Langhien inférieur (Durand-Delga *et al.,* 1993). Cette formation est contemporaine de la «Formation turbiditica de Banyalbufar» de Majorque (Ramos-Guerrero *et al.,* 1989; Ferrus *et al.*, 1992). La Formation de la Cala d'Hort est impliquée dans les écailles tectoniques. Elle est surmontée par la Formation de Cap Jueu, saumâtre à continentale, datée du Langhien supérieur-Serravallien (Durand-Delga *et al.*, 1993), également impliquée dans les écailles.

Les relations paléogéographiques entre Eivissa et Majorque sont détaillées dans une communication antérieure (Rangheard *et al.*, 2011). La présente étude retrace l'évolution des connaissances acquises sur la structure de l'île d'Eivissa. Un nouveau découpage structural de l'île est proposé. L'hypothèse d'un olistostrome aquitano-burdigalien évoquée par des des auteurs antérieurs n'est pas retenue, ni celle d'une formation olistostromique d'âge langhien. Nous ne reconnaissons pas l'exis-tence de klippes sedimentaires localisées dans une «avant-fosse langhienne». D'après nous, le sillon subbétique ne passe pas dans l'aire baléare. Eivissa et Majorque représentent le prolongement vers le nord-est du Prébétique d'Alicante.

Bibliographie

Alvaro, M., Barnolas, A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J. et Simó, A. 1984. El Neógeno

de Mallorca: caracterización sedimentológica y biostratigráfica. *Bol. Geol. Miner.*, Madrid, 95(1): 3-25.

Barón, A., Fornós, J.J., Gelabert, B., Obrador, A., Pomar, L., Ramos, E. et Sabat, F. 2004. Baleares. *In*: J. Vera (Ed.). Geología de España. *SGE-IGME*: 450-464.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. et Aubry, M.P. 1995. A revised Cenezoic geochronology and chronostratigraphy. *S.E.P.M.*, Sp. Publ. 54: 129-212.

Bizon, G., Bizon, J.J. et Colom, G. 1968. Note préliminaire sur les microfaunes planctoniques du Miocène marin de l'île de Mallorque (Iles Baléares). *Giorn. Geologia*, Bologna, 35-II: 331-340.

Bourrouilh, R. 1973. Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del Noreste de Mallorca (Baleares). *Mem. Inst. Geol. Min. España* (thèse Doct. Paris) : 672p.

Brébion, P., Chevalier, J.P., Colom, G., Lecointre, G. et Rangheard, Y. 1968. Sur le Tortonien de Formentera et d'Ibiza. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5: 152-153.

Colom, G. 1958. The age of beds with *Miogypsina* mediterranea Bronn, on the island of Mallorca. *Micropaleontology*, 4: 347-362.

Colom, G. 1982. Notas paleontológicas y estratigráficas (referentes a Mallorca e Ibiza). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26: 195-206.

Colom, G., Magné, J. et Rangheard, Y. 1970. Age des formations miocènes d'Ibiza (Baléares) impliquées dans la tectonique tangentielle. *C. R. Ac. Sc.,* Paris, 270: 1438-1440.

Champetier, Y. 1972. Le Prébétique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne). *Mém. Sc. Terre*, Nancy, mém. 24: 169p.

Chauve, P., Azéma, J. et Fourcade, E. 1978. Place structurale des Baléares dans l'édifice bétique. *C. R. Ac. Sc.* Paris, 287 D: 435-438.

Chauve, P., Chabrier, G. et Fourcade, E. 1982. Données nouvelles sur la structure et l'évolution géodynamique de l'île d'Ibiza (Baléares). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, 295, s.II:733-736.

Diaz de Neira, J.A., Garcia de Domingo, A., Gil, J. et Cabra, P. 2009. Memorias y Mapas Geológicos de España. *Inst. Geol. y Min. de España*, Madrid.

Durand-Delga, M., Freneix, S., Magné, J., Méon, H. et Rangheard, Y. 1993. La série saumâtre et continentale d'âge Miocène moyen et supérieur d'Eivissa (ex-Ibiza, Baléares). *Acta Geol. Hisp*. Barcelona, 28-1: 33-46.

Fallot, P. 1917a. Sur la Géologie de l'île d'Ibiza (Baléares). *C. R. Ac. Sc.* Paris, t. 164: 103-104.

Fallot, P. 1917b. Sur la tectonique d'Ibiza (Baléares). *C. R. Ac. Sc.* Paris, t.164: 186-187.

Fallot, P. 1922. Etude géologique de la Sierra de Majorque. Thèse, Paris et Liège, *Libr. Béranger (éd.)*: 480p.

Ferrús, B., Rodrígues-Perea, A., Sàbat, F., Serrano, F. 1922. Dépôts miocènes syntectoniques dans la Serra de Tramuntana (Ile de Majorque, Baléares). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, 314, s. II: 837-843.

Fontboté, J.M., Guimera, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P. et Fernández-Ortigosa, F. 1990. The Cenozoic geodynamical evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 249-259.

Fornós, J.J., Pomar, L. et Ramos, E. 2002. Balearic Islands. *In:* W. Gibbons, T. Moreno (Eds), The Geology of Spain, *Geol. Soc. London*: 327-334.

Fourcade, E., Chauve, P. et Chabrier, G. 1982. Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoins du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne). *Eclogae geol. Helv*., 75-2: 415-436.

García de Domingo, A., Díaz de Neira, J.A., Gil, J. et Cabra, P. 2009. Memorias y Mapas Geológicas de España. *Inst. Geol. y Min. de España*, Madrid.

García-Hernández, M., Lopez-Garrido, A. et Vera, J.A. 1982. El Cretácico de la zona Prebética. *In:* El Cretácico de España. Univ. Complutense de Madrid, 9: 526-569.

Geel, T. 1995. Oligocene to Early Miocene tectono-sedimentary history of the Alicante region (SE Spain): implication for Western Mediterranean evolution. *Basin Res.*, 7: 313-336.

Gil, J., Díaz de Neira, J.A., García de Domingo, A. et Cabra, P. 2009. Memorias y Mapas Geológicos de España. *Inst. Geol. y Min. de España*, Madrid.

Gonzaléz-Donoso, J.M., Linares, A., Pascual, J. et Serrano, F. 1982. Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno inferior del Port del Canonge y Randa (Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26: 229-232.

Gourinard, Y., Magné, J., Ringeade, M. et Walle, M.J. 1985. Chronologie numérique de l'étage Burdigalien. *C. R.Ac. Sc.* Paris, 301, s. II: 715-720.

Haanstra, U. 1935. *Geologie von Ost-Ibiza (Balearen).* Thèse Doct. Univ. Utrecht: 62p.

IGME. 2009. Memorias y Mapas Geológicos de España. Escala 1: 25000. 7 hojas. *Instituto Geológico y Minero de España,* Madrid.

Jenkins, D.G, Saunders, J.B., Cifelli, R. 1981. The relationship of *Globigerinoides bisphericus* Todd 1954 to *Praeorbulina sicana* (De Stefani) 1952. *Journ. Foram. Research*, 11(4): 262-267.

Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P. et Pinet, B. 1992. Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (Western Mediterranean). *In:* E. Banda, P. Santanach (Eds). Geology and Geophysics of the Valencia Trough. *Tectonophysics*, 203: 57-75.

Martinell, J. et de Porta, J. 1981. Presencia de *Vaginella austriaca* Kittl. (Pteropoda) y fauna malacológica acompañante en el Mioceno de Catalunya. *Iberus*, 1: 1-8.

Martini, E. et Müller, C. 1986. Current Tertiary and Quaternary calcareus nannoplankton stratigraphy and correlations. Newsl. Strat. 16(2): 99-112.

Mauffret, A. 1979. Etude géodynamique de la marge des Iles Baleares. *Mém. Soc. Geol. Fr.*, n. sér. , LVI, 132 : 94p.

Mein, P. et Adrover, R. 1982. Une faunule de mammifères insulaires dans le Miocène moyen de Majorque (Iles Baléares). *Geobios* (Mém.) 6: 451-463.

Müller, C. 1979. Neogene calcareous nannofossiles from the Mediterranean-Leg 42-A of the Deep Sea Drilling Project. *In:* K.J. Hsü, et al. (Eds). Initial Rep. DSPD, Washington D.C., 42: 787p.

Müller, C. 1981. Beschreibung neuer Helicosphera Arten aus den Miozän und Revision biostratigraphischer Reichweiten einiger neogenen Nannoplankton-Arten. Sensckenberggiana Lethea, 61 (3-6) : 427-435.

Nolan H. 1895. Structurale géologique d'ensemble de l'archipel baléare. *B.S.G.F.,* 3, XXIII: 76-91.

Ott d'Estevou, P., Montenat, C., Ladure, F. et Pierson d'Autrey, L. 1988. Evolution tectono-sédimentaire du domaine prébétique oriental (Espagne) au Miocène. *C. R. Ac. Sc.* Paris, 307, s.II: 789-796.

Pomar L., Ward, W.C. et Green , D.G. 1996. Upper Miocene Reef Complex of the Llucmajor area, Mallorca, Spain. *In* E. Franseen , M. Esteban, C. Ward, J.M. Rouchy, (Eds). "Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of the Mediterranean regions". *SEPM*, Concepts Sedim. Paleont., 5: 191-225.

Ramos-Guerrero, E., Berrio, I., Fornós, J.J. et Moragues, L. 2000. The Middle Miocene Son Verdera lacustrine-palustrine system. *In:* E. Gierlowski-Kordesch, K. Kelt, (Eds), Lake Basins through space and time. AAPG, Studies in Geol., 46: 441-448.

Ramos-Guerrero, E., Rodríguez-Perea, A., Sàbat, F. et Serra-Kiel, J. 1989. Cenozoic tectonosedimentary evolution of Mallorca Island. *Geodin. Acta*. Paris, 3: 53-72.

Rangheard, Y. 1969, 1970. Cartes géol. d'Ibiza à 1/50.000. *IGME*, Madrid. Feuilles San Miguel, Ibiza, Santa Eulalia del Rio, San Juan Batista (avec notices explicatives).

Rangheard, Y. 1971. Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 82: 340p.

Rangheard, Y. 1984. The geological history of Eivissa and Formentera, *In:* H. Kuhbier et al. (Eds). Biogeography and Ecology of the Pityusic Islands. Dr. W. Junk, The Hague: 25-104.

Rangheard, Y. et Colom, G. 1965. Sobre la edad

de las calizas “urgonianas” de Ibiza (Baleares), comprendidas entre el Titónico y el Valanginiense. *Notas y Com. Inst. Geol. y Minero de España*

Rangheard, Y., Müller, C. et Durand-Delga, M. 2011. Apport de la micropaléontologie, spécialement du nannoplancton, à la connaissance de l’évolution géologique au Miocène de l’île d’Eivissa (Ibiza, Baléares, Espagne). *C. R. Palevol.,* 10: 537-549.

Rangheard, Y., Sigal, J. et Durand-Delga, M. 1962. Existence du Sénionien dans l’île d’Ibiza (Baléares). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 2136-2139.

Roca, E. 1994. La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geol. Hispanica*, 29 (1): 3-25.

Roca, E. 2001. The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gull of Lions and Liguro-Provençal basins): Structure and geodynamic évolution. *Mem. Mus. Hist. Nat.*, 186: 671-706.

Rodríguez-Perea, A. 1984. *El Mioceno de la Sierra Norte de Mallorca (Estratigrafía Sedimentología e Implicaciones estructurales).* Thèse Doct. Univ. Barcelona: 533p.

Simó, A. et Giner, J. 1983. El Neógeno de Ibiza y Formentera (Islas Baleares). *Rev. Invest. Geol.* Barcelona, 36: 67-81.

Spiker, E.T.N. 1935. Geologie von West-Ibiza (Balearen), Thèse Doct. Univ. Utrecht : 65p.